Comportements de l'eau dans le sol

par A. FEODOROFF - Laboratoire des sols - I.N.R.A., Versailles

INTRODUCTION

Les termes essentiels du bilan de l'eau des sols sont :

a) Les gains sous forme d'infiltration (pluie ou arrosage) et éventuellement par remontée à partir d'une nappe, ou par condensation de la vapeur d'eau de l'atmosphère.

b) Les pertes, soit par évaporation ou évapotranspiration, soit par percolation profonde.

Il est actuellement admis que l'eau du sol se déplace en permanence, mais plus ou moins rapidement. On tendra, dans un aménagement agricole, à faciliter ces transferts lorsqu'ils contribuent à créer un milieu favorable à la plante (reconstitution des réserves, drainage) et à les limiter lorsqu'ils conduisent au résultat inverse (dessèchement, engorgement, ruissellement).

Nous examinerons donc successivement les principaux types de mouvement de l'eau :

— en premier lieu ***l'infiltration*** dans un sol sec. Ce processus intervient pendant l'arrosage, avec un sol initialement desséché par l'évapotranspiration ;
— l'arrosage terminé, l'eau ***se redistribue***. On verra que la capacité au champ est une valeur singulière de l'humidité au cours de ce phénomène ;
— ***la percolation*** vers la profondeur se produit lorsque la terre est humide avant l'apport d'eau (ce qui est fréquent pour les pluies), ou que la quantité d'eau apportée excède le déficit hydrique ;
— ces mouvements de descente sont généralement accompagnés par un transfert en sens inverse dû à ***l'évaporation*** vers l'atmosphère ;
— les particularités du sol exercent une influence sur ces comportements. Entre autres ***l'état structural*** et la ***continuité du profil*** jouent un rôle non négligeable qui sera brièvement évoqué.

Nous rappellerons enfin, a) les conceptions actuelles relatives à la capacité au champ et à sa mesure, b) quelques règles pratiques pour le calcul de la dose d'arrosage.

I. — INFILTRATION DE L'EAU DANS UN SOL SEC

Quand le sol est initialement sec et de constitution homogène suivant la profondeur, le comportement de l'eau en cours d'infiltration peut être défini de la façon suivante :

a) Cinétique du phénomène

Immédiatement après le début de l'arrosage, la pénétration du ***front d'humectation*** (limite visible (1) entre la terre mouillée et la terre sèche) est rapide et se ralentit. Ce stade n'a qu'une faible extension dans le temps et dans l'espace (FEODOROFF 1965).

Ensuite, la progression de l'eau s'établit à une vitesse constante. Ce régime ***stable*** est caractéristique de la presque totalité du processus d'infiltration (RUBIN 1964, FEODOROFF 1965) (fig. 1).

b) Distribution de l'eau dans le sol

Si on détermine l'humidité couche par couche dans un sol soumis à l'arrosage, on obtient un profil hydrique qui se présente typiquement sous la forme suivante, de bas en haut (fig. 1) :

— le front d'humectation correspond à un accroissement net de la teneur en eau par rapport à la terre sous-jacente encore sèche. Cependant, toute la porosité est loin d'être remplie d'eau (FEODOROFF 1964) ;

(1) Dans les conditions de laboratoire, ou sur la paroi d'une tranchée.

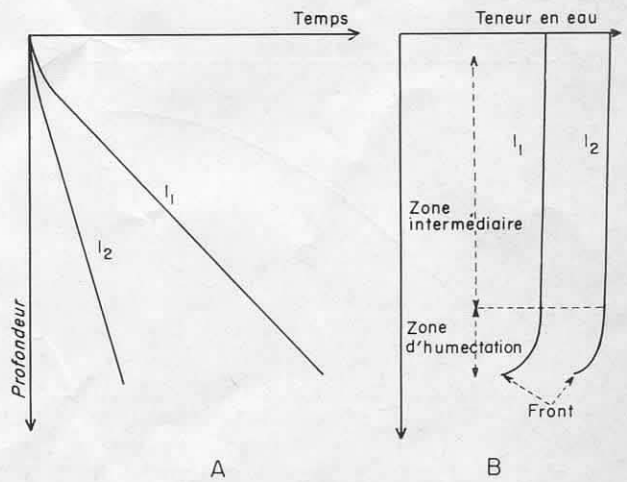

Fig. 1. — Infiltration de l'eau dans un sol sec pour deux intensités ($I_1 < I_2$) d'arrosage
A. Cinétique du front d'humectation
B. Distribution de l'eau

— au-dessus du front se situe une ***zone d'humectation***, de l'ordre de 10 cm d'épaisseur, caractérisée par un accroissement de la teneur en eau de bas en haut ;
— la majeure partie du profil est constituée par une ***zone intermédiaire*** à humidité relativement constante suivant la profondeur ;
— une couche superficielle de 2 à 3 cm correspond souvent à un enrichissement en eau.

c) Influence de l'intensité de la pluie

L'intensité de la pluie intervient sur la cinétique et la distribution de l'eau.

La vitesse d'avancement du front est d'autant plus grande que l'intensité est élevée. La relation est de proportionnalité en dessous d'une certaine intensité critique, puis l'accroissement est moins que proportionnel.

Il existe pour chaque sol une valeur de l'intensité (I^{max}) pour laquelle la vitesse d'avancement est maximale (de l'ordre de 6 à 30 cm/h).

Le partage entre l'infiltration et le ruissellement se situe au niveau de ces valeurs limites. Pour des intensités supérieures à I^{max}, un plan d'eau s'établit à la surface (1).

La teneur en eau du sol à chaque profondeur (fig. 2) est d'autant plus élevée que l'intensité d'arrosage est grande. Pour ce qui concerne la zone intermédiaire, cette variation a lieu entre une valeur minima (***humidité minima à l'infiltration***) et une valeur maxima correspondant à un remplissage ne dépassant pas 80 - 90 % de la porosité (cas observés avec l'intensité maxima admissible ou avec un plan d'eau à la surface du sol). L'humidité de la zone intermédiaire est dans tous les cas supérieure à la capacité au champ.

En résumé, le phénomène d'infiltration a pour conséquence :

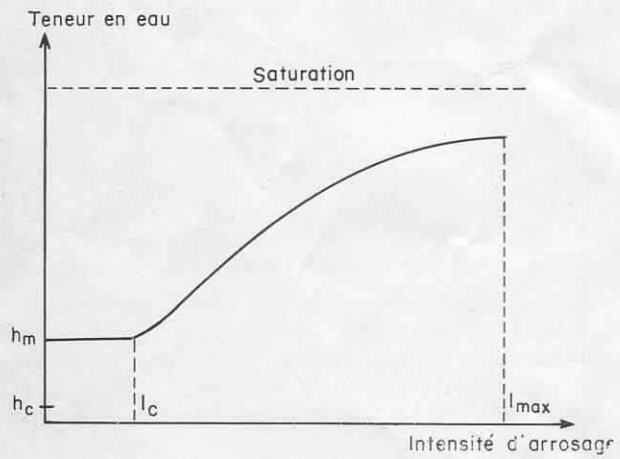

Fig. 2. — Variation de la teneur en eau moyenne (de la zone intermédiaire du profil hydrique) du sol pendant l'arrosage, suivant l'intensité de ce dernier.
hc = capacité au champ
hm = humidité minima à l'infiltration
Ic = intensité critique
Imax = intensité maxima admissible

— le remplissage de chaque couche traversée par l'eau ;
— la progression de ce remplissage en profondeur aussi longtemps que dure l'apport d'eau.

II. — REDISTRIBUTION DE L'EAU DANS LE SOL APRES LA PLUIE

Quand l'apport cesse, l'eau continue à migrer en profondeur : ce phénomène est généralement appelé ***redistribution***. Il a été moins étudié que l'infiltration. Dans l'état actuel des connaissances, il se présente de la façon suivante :

La migration de l'eau vers la profondeur est un phénomène continu, dont on n'a jamais observé la cessation définitive. L'eau n'atteint donc ***pas d'état d'équilibre*** vrai.

On peut cependant distinguer dans la cinétique du phénomène deux stades :

a) Au cours d'un premier stade, l'écoulement de l'eau est rapide et s'atténue au fur et à mesure que la teneur en eau de chaque couche, préalablement humectée, baisse.

Ce stade correspond au « ressuyage » du sol.

Dans un milieu homogène suivant la profondeur, la cinétique de ce ressuyage est affectée par toute une série de facteurs. Certains sont propres au sol (état structural, affinité pour l'eau). D'autres sont liés au profil hydrique initial, donc à l'histoire passée, conditionnée entre autres par les modalités de l'arrosage qui détermine, pour un sol donné, la teneur en eau à chaque niveau et la profondeur totale humectée.

On a, en effet, des raisons de penser que ce premier stade du ressuyage s'achève d'autant plus rapidement que la hauteur d'eau apportée était faible, que la teneur en eau initiale était plus proche de ***l'humidité minima à l'infiltration***.

Ce premier stade cesse pour une certaine valeur de l'humidité appelée généralement ***capacité au champ*** (expression partiellement logique, car elle se réfère à un phénomène observé dans les conditions naturelles) ou capacité de rétention (terme qui devrait être rejeté, car seule une partie du réservoir sol est concernée).

b) Ensuite, la redistribution est caractérisée par un mouvement très lent et qui peut même être imperceptible lorsqu'une tranche de sol importante a été initialement humectée.

Ainsi, la redistribution a pour effet de réduire la teneur en eau dans chaque couche préalablement humectée (fig. 3). L'eau résiduelle devient de moins en moins mobile et de moins en moins disponible pour la poursuite du phénomène, ainsi que pour l'évaporation qui, dans les conditions naturelles, intervient simultanément.

La redistribution se manifeste essentiellement lorsque le substrat est sec.

---

(1) Il est cependant vraisemblable que dans certaines situations, le facteur limitant l'entrée de l'eau se situe dans la couche superficielle dont la perméabilité se réduit au contact de l'eau par suite de différents phénomènes (dispersion et gonflement des colloïdes, éclatement des agrégats, déplacement des particules entraînant le compactage du milieu)...

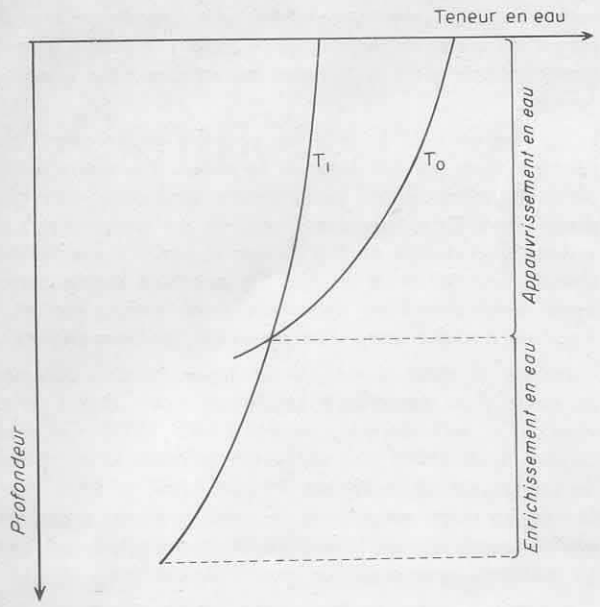

Fig. 3. — Redistribution de l'eau après l'arrosage et sans évaporation
Profils hydriques au temps successifs to et t_1

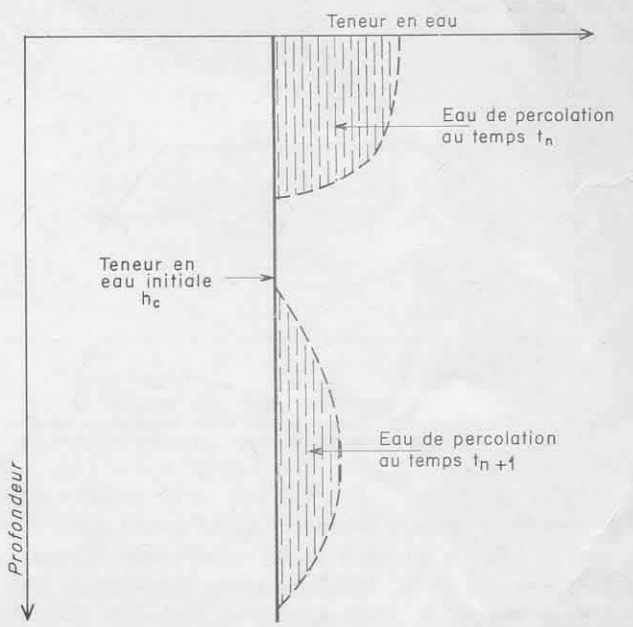

Fig. 4. — Percolation dans un sol initialement humide et ressuyé :
Deux positions successives de l'eau de percolation, aux temps t_n et $t_n + 1$
h_c = capacité au champ

III. — PERCOLATION

Ce phénomène correspond au transit de l'eau à travers un sol dont la réserve est déjà reconstituée. Il intervient donc chaque fois que l'apport d'eau P (mm) excède le déficit d (mm) d'humidité du sol. Il y a déficit lorsque dans une ou plusieurs couches, la teneur en eau est inférieure à la capacité au champ.

En cours d'infiltration, la percolation a lieu quand le front d'humectation rencontre des couches déjà humides. Ainsi, on l'observe quand une pluie tombe sur une terre préalablement mouillée et ressuyée. Elle peut se produire également par suite d'une surestimation de la dose d'arrosage.

Dans une optique agronomique, où l'on s'intéresse essentiellement au maintien d'un certain niveau d'humidité dans une tranche de 1 à 2 m de profondeur, la percolation profonde est généralement tenue pour une perte d'eau (1). Elle intéresse au contraire l'hydrogéologie car elle contribue à alimenter la nappe phréatique. L'eau qui percole est donc qualifiée de « perdue » ou d' « utile » suivant le point de vue auquel on se place.

IV. — CAPACITE AU CHAMP

La capacité au champ est la plus forte humidité pour laquelle les transferts d'eau sont lents.

L'eau « excédentaire » par rapport à la capacité au champ s'écoule rapidement (redistribution ou percolation). Lorsque la teneur en eau d'une couche donnée atteint la capacité au champ, les mouvements de l'eau y deviennent très lents. Grâce à cette propriété, la capacité au champ peut être raisonnablement considérée comme la limite supérieure de l'eau mise en réserve par le sol et utilisable par les plantes.

Par définition, la capacité au champ correspond à un comportement ***in situ***. C'est donc sur le sol en place que l'on peut mesurer une valeur de référence.

La méthode qui illustre le mieux ce concept (RODE 1960) consiste à effectuer des prélèvements en place, échelonnés dans le temps (par exemple une fois par semaine) et avec plusieurs répétitions (au minimum quatre) pour chaque couche ou horizon étudié.

En commençant ces prélèvements au moment de la réhumectation automnale et en les poursuivant jusqu'au début de l'été suivant, on constate que la teneur en eau varie de la façon suivante (fig. 5) :

D'abord l'humidité s'accroît, puis s'établit à une valeur pratiquement constante, matérialisée par un palier sur le graphique. A l'approche de l'été, on observe une décroissance.

La teneur en eau moyenne correspondant à ce palier est par définition la capacité au champ.

Une autre méthode (praticable d'ailleurs aussi bien au laboratoire qu'au champ) consiste à arroser un sol sec et à suivre la variation de l'humidité d'une couche donnée pendant la redistribution (FEODOROFF 1962). Dans cette méthode, l'évaporation doit être artificiellement réduite par une couverture à la surface. Il ne suffit pas de mesurer l'humidité à l'issue d'une durée de ressuyage fixée arbi-

(1) Et éléments fertilisants solubles.

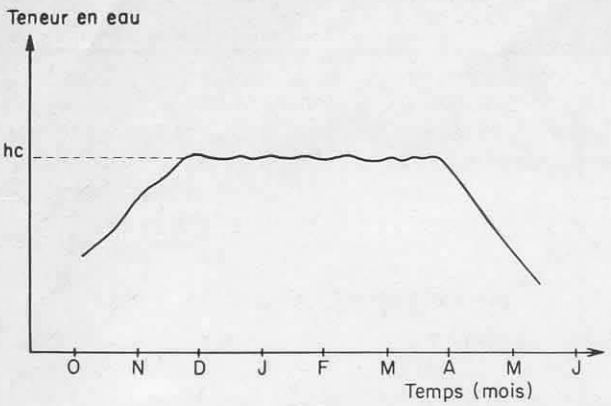

Fig. 5. — Détermination de la capacité au champ (hc) d'un sol en place, à partir de mesures d'humidités échelonnées dans le temps

trairement à l'avance (24 heures ou 48 heures, par exemple). En effet, la cinétique de la redistribution dépend de toute une série de facteurs dont la dose d'arrosage. L'humidité résiduelle à l'issue du temps fixé (par exemple 24 heures) sera donc dans bien des cas variable suivant les conditions expérimentales. En outre, toutes choses étant égales par ailleurs, la cinétique de la redistribution est variable d'un sol à l'autre.

Au contraire, il convient d'effectuer après l'arrosage une série de prélèvements échelonnés dans le temps et déterminer le taux d'humidité au-dessous duquel la vitesse de redistribution $\Delta h/\Delta t$ (1) devient et reste relativement faible.

Les méthodes de terrain permettent de mesurer une valeur caractéristique de l'humidité qui est à la base du concept même de capacité au champ. Pour des raisons de commodité et de rapidité, on a cherché à les remplacer par des mesures de laboratoire.

Pendant longtemps on a identifié la capacité au champ avec l'humidité correspondant à une valeur particulière de la succion, unique pour tous les matériaux. Ceci permettait une mesure rapide. Malheureusement, il est apparu qu'***il n'existait pas de valeur unique de pF*** (2) ***caractérisant la capacité au champ.*** Ce fait est établi par toute une série d'auteurs (DOLGOV 1948, MARSHALL 1949, BONNEAU 1961, GRAS 1962, COMBEAU 1963). La notion d'humidité équivalente (ou humidité en équilibre avec une pression de 1 000 g/cm², c'est-à-dire à pF = 3) perd donc de son intérêt pratique.

On peut, par contre, déterminer en laboratoire la capacité au champ en provoquant le processus de redistribution. La méthode est simple et permet une estimation raisonnable du comportement et de la rétention de l'eau dans les conditions naturelles (FEODOROFF et BETREMIEUX 1964).

V. — L'EVAPORATION

Dans les conditions naturelles, les processus d'infiltration et surtout de redistribution sont accompagnés par l'évaporation de l'eau vers l'atmosphère, soit directement à partir du sol (évaporation simple), soit à travers la plante (évapotranspiration). C'est le premier aspect que nous examinerons ici.

Si le sol est très humide, on constate tout d'abord que l'évaporation est très intense. Le débit d'évaporation est alors du même ordre de grandeur que celui d'un plan d'eau libre. Dans ces conditions, un sol gorgé d'eau en surface peut perdre de 5 à 10 mm au cours d'une journée chaude, ensoleillée et ventée. Ce ***premier stade*** correspond sensiblement au départ de l'eau mobile (fig. 6). Il s'agit en quelque sorte d'un ressuyage ***per ascensum.***

Ensuite, le débit d'évaporation baisse considérablement au cours d'un ***deuxième stade,*** au cours duquel intervient le « self mulching » (HALLAIRE 1953). Ce stade conduit à un déficit (par rapport à la capacité au champ) de l'ordre de 20 à 40 mm (FEODOROFF et RAFI 1964). Quand ce stade est achevé, le profil hydrique prend une allure caractéristique, l'humidité de la surface du sol étant en équilibre hygroscopique avec l'atmosphère.

Il s'établit enfin un ***troisième stade*** pendant lequel l'évaporation est très réduite, n'excédant pas 1 mm d'eau par jour. Le profil hydrique prend alors vers la surface une forme sigmoïde typique (fig. 6), alors qu'en dessous l'humidité est indépendante de la profondeur (profil 4).

(1) Δt est l'intervalle de temps entre deux prélèvements. Δh est la différence entre l'humidité initiale et l'humidité finale de l'intervalle considéré.

(2) Le pF est le logarithme de la pression, généralement pneumatique, exercée sur l'eau de façon à équilibrer la succion de l'eau résiduelle.

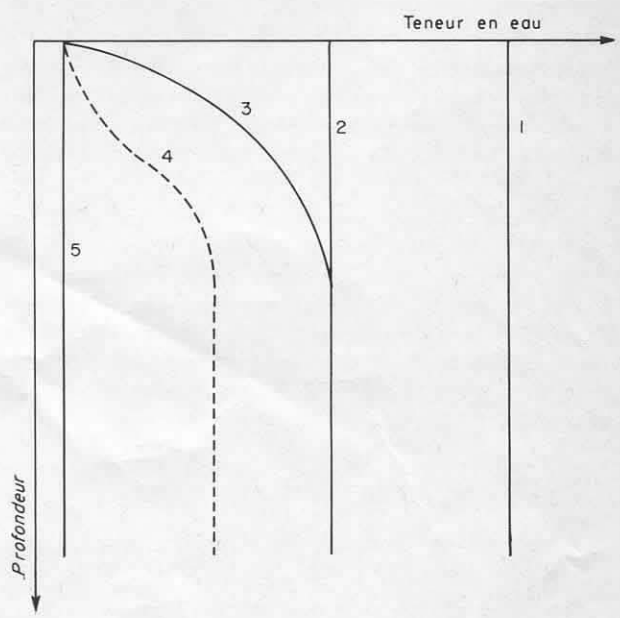

Fig. 6. — Evaporation de l'eau à partir d'un sol nu
Premier stade : entre profils 1 et 2
Deuxième stade : entre profils 2 et 3
Troisième stade : entre profils 3 et 5
(Le profil 2 correspond souvent à la capacité au champ)

Dans les conditions climatiques métropolitaines, où la fréquence des pluies, et donc de la réhumectation superficielle est assez grande, ce sont essentiellement le premier et le second stade qui se manifestent. Par conséquent le départ d'eau vers l'atmosphère peut être assez considérable et réduire d'autant la réserve stockable dans le sol. Ces pertes peuvent être particulièrement préjudiciables si une jeune culture, couvrant peu le sol, est irriguée sans souci d'une infiltration et d'un ressuyage rapides.

VI. — INFLUENCE DE QUELQUES FACTEURS SUR LES COMPORTEMENTS DE L'EAU DANS LE SOL

Les divers comportements de l'eau sont liés, de façon très complexe, à toute une gamme de facteurs propres au sol. Certains relèvent de la nature même du matériau : composition granulométrique, nature des argiles, affinité pour l'eau... Ainsi les sols argileux retiennent généralement plus d'eau que les sols sableux. Les différents types d'argile participent plus ou moins à la rétention, suivant leur aptitude au gonflement.

Cependant, dans une situation donnée, l'homme peut difficilement intervenir sur ces facteurs et conférer au sol des propriétés plus favorables. Au contraire, il peut agir sur l'***état structural*** et dans une certaine mesure sur la ***continuité verticale du profil*** pédologique ou cultural, facteurs qui influent sur la circulation de l'eau.

A) Influence de l'état structural

L'infiltration de l'eau est facilitée lorsque le sol n'est pas compact. Une structure meuble, agrégée, est donc très nettement favorable à la pénétration de l'eau. Elle a également pour avantage d'élever la valeur de l'intensité maximale admissible et donc d'éviter les pertes par ruissellement.

En outre, un état structural meuble et agrégé réduit l'évaporation rapide et contribue donc globalement à un stockage plus efficace des précipitations.

B) Influence des discontinuités du profil pédologique ou cultural (stratification).

Les comportements de l'eau précédemment évoqués concernent un sol de constitution homogène suivant la profondeur. En réalité, ce cas n'est qu'exceptionnel dans la nature, où l'on rencontre des discontinuités verticales de plusieurs espèces.

a) Discontinuité texturale : par exemple une formation sableuse reposant sur une couche plus argileuse ou vice-versa.

b) Discontinuité structurale : horizon ameubli (notamment par le labour) situé sur un substrat de même texture, mais compact.

c) Superposition des deux cas précédents.

La présence d'une discontinuité, quelle qu'elle soit, est un obstacle à la circulation de l'eau. Cet effet est généralement très net au cours du phénomène de ressuyage. Il arrive ainsi que dans un profil de sol hétérogène, l'existence même d'une capacité au champ définie ***in situ*** fasse défaut. C'est le cas de certains horizons superficiels peu profonds, reposant sur un sous-sol peu perméable : dans ces conditions leur teneur en eau fluctue suivant les conditions extérieures (pluies...) entre la saturation (remplissage total) et un état de sécheresse prononcée, sans se maintenir pendant une durée notable à une valeur constante (S. PERIGAUD 1963).

Ces conditions défavorables peuvent être produites par certaines façons culturales (par exemple labour ou binages en sol trop humide) qui créent une solution de continuité sous forme de semelle de labour.

Vis-à-vis de l'évaporation, la discontinuité contribue à ralentir la remontée de l'eau à partir des couches sous-jacentes. A cet égard, elle joue comme un « économiseur » et c'est ainsi que le binage a pu être considéré comme utile dans certaines conditions climatiques.

L'effet global d'une discontinuité de profil proche de la surface est de retenir l'eau dans une couche où elle s'accumule puis s'évapore rapidement sans contribuer à la mise en réserve dans le sous-sol et donc à l'alimentation des plantes. En profondeur, une discontinuité peut conduire à une accumulation d'eau plus ou moins prolongée, et créer ainsi un milieu asphyxiant pour les plantes.

VII. — CALCUL DE LA DOSE D'ARROSAGE

L'évapotranspiration conduit à un desséchement du sol plus prononcé (en profondeur et dans la gamme des humidités) que l'évaporation simple. L'irrigation doit intervenir lorsque le déficit atteint un niveau tel que l'alimentation hydrique de la plante est perturbée. Cet aspect a été abordé plus haut par R.J. BOUCHET.

Rappelons néanmoins que l'apparition de ce ***déficit critique***, qui doit commander le déclanchement de l'arrosage, est généralement déterminée suivant l'une des méthodes suivantes :

1. Calcul par une formule climatique d'évapotranspiration (cf. l'article de R.J. BOUCHET).

Les formules donnent la quantité d'eau perdue (en mm) pour une période écoulée. Si au début de la période considérée l'humidité du sol correspondait à la capacité au champ (déficit initial nul), la dose à appliquer doit être égale au déficit calculé.

2. Estimation d'après l'humidité du sol. Cette méthode implique :

a) La connaissance de la teneur en eau critique, au-dessous de laquelle la plante souffre. A cet égard, le « point de flétrissement permanent » (1) semble être une

(1) Le point de flétrissement est généralement assimilé à l'humidité restant dans un sol soumis à une pression de 16 kg/cm² (pF = 4,2). Cette estimation est une valeur moyenne basée sur des considérations statistiques et non fondamentales. Elle peut être en défaut dans des cas particuliers.

limite inférieure à laquelle il est souhaitable de ne pas arriver.

b) La connaissance de la profondeur de sol occupée par les racines, tranche où l'humidité ne doit pas tomber au-dessous de la teneur critique.

c) Le contrôle de l'évolution de l'humidité du sol en place, à différents niveaux, de façon à déterminer l'apparition de l'humidité critique à la profondeur jugée importante en fonction de l'enracinement.

Ce problème complexe de mesure a fait l'objet d'une mise au point de J. BOURRIER (1963, b). Rappelons qu'il existe, soit des méthodes indirectes à lecture immédiate (par exemple les tensiomètres) qui demandent un étalonnage préalable, soit des méthodes directes (prélèvements à la sonde) qui ont l'avantage de fournir une teneur en eau, mais malheureusement avec un délai d'un jour au minimum nécessité par le desséchement du sol à l'étuve.

Une modification technique de la méthode pondérale, proposée par BOURRIER (1963, a) permet d'effectuer la pesée et la dessiccation rapidement, sans quitter la parcelle.

d) Le calcul de la dose. Pour une tranche de sol donnée, il faut disposer des éléments suivants :

- ***La profondeur*** Z (en décimètres).

- ***La densité apparente*** Δa (sans dimensions) mesurée en place par l'une des méthodes classiques : prélèvement de carotte, densitomètre à membrane etc. Ne pas perdre de vue que la densité apparente de la couche travaillée fluctue dans le temps.

- ***La capacité au champ*** h_c, exprimée en grammes d'eau pour 100 g de terre séchée à 105°. Mesurée par l'une des méthodes préconisées plus haut (cf. paragraphe IV).

- ***L'humidité réelle moyenne*** h_r, exprimée en grammes d'eau par 100 g de terre séchée à 105°.

Le déficit, et donc la dose d, sont donnés par la formule :

$$d_{(mm)} = Z \times (h_c - h_r) \times \Delta a$$

Pour un profil stratifié, ou desséché sur une grande profondeur, on effectue le calcul par tranches homogènes, en additionnant ensuite les résultats.

CONCLUSIONS

L'objectif que se fixe l'irrigant est d'introduire l'eau à une profondeur telle que la majeure partie des racines en profite, tout en évitant l'excès qui conduit à l'engorgement ou aux pertes.

Pour réaliser cet objectif, il faut tenir compte de plusieurs impératifs :

1. Utiliser des intensités d'arrosage telles que l'eau pénètre totalement ; éventuellement améliorer la pénétration superficielle par des façons culturales légères pratiquées en terre relativement sèche.

2. Maintenir ou améliorer la stabilité structurale (1) du sol au moyen de rotations ou d'amendements appropriés.

3. Evaluer au mieux le déficit hydrique de façon à appliquer la dose d'arrosage convenable, basée notamment sur une estimation correcte de la capacité au champ.

4. Tenir compte de la stratification éventuelle du profil pédologique ou cultural. Quand c'est possible approfondir le sol au moyen du labour.

Le choix des options et l'ordre d'urgence des interventions seront déterminés par les propriétés vis-à-vis de l'eau de chaque terrain considéré. On peut accéder à la connaissance d'un certain nombre de ces propriétés à l'aide de méthodes d'étude actuellement disponibles : examen en place du profil cultural (S. HENIN et coll. 1960) et éventuellement de l'infiltration de l'eau, détermination de la stabilité structurale, mesure de la capacité au champ et de l'humidité minima à l'infiltration.

(1) Aptitude du sol à ne pas se délier sous l'action de l'eau.

BIBLIOGRAPHIE

BONNEAU M. (1961). — Evaluation au laboratoire de la capacité au champ en fonction de la texture. **Bull. A.F.E.S.** n° 8, p. 16-24.

BOURRIER J. (1963, a). — Une méthode simple et rapide pour mesurer le taux d'humidité d'un sol irrigué. **Bull. Techn. du G.R.** n° 61.

BOURRIER J. (1963, b). — Considérations sur la mesure de l'humidité du sol pour la conduite des irrigations. **Bull. Techn. du G.R. n° 63.**

COMBEAU A. et QUANTIN P. (1963). — Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF/humidité. **Science du Sol,** 1, p. 5-13.

DOLGOV S.I. (1948). — Recherches sur l'eau du sol et son accessibilité aux plantes. **Ed. Ac. Sc. URSS. M.L.**

FEODOROFF Al. (1962). — Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. **An. Agr.** 13 (6), p. 523-547.

FEODOROFF Al. et RAFI M. (1963). — Evaporation de l'eau à partir du sol nu. Effet de l'état structural. **An. Agr.** 14 (4), p. 601-613.

FEODOROFF Al. (1964). — Remarques sur le mécanisme de l'infiltration de l'eau non saturante dans un sol initialement sec. **C.R. Ac. Sc.** t. 259, p. 4 420-4 322.

FEODOROFF Al. et BETREMIEUX R. (1964). — Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. **Science du Sol** (deuxième semestre), p. 109-118.

FEODOROFF Al. (1965). — Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. **Thèse An. Agr.** n°s 2 et 3 (sous presse).

HALLAIRE M. (1953). — Diffusion de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en profondeur sous sols nus et cultivés. **Thèse An. Agr.**

HENIN S. et coll. (1960). — Le Profil Cultural. **ED. S.E.I.A. Paris.**

GRAS R. (1962). — Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et la croissance du pêcher dans la vallée du Rhône entre Vienne et Valence. **An. Agr.** 13 (2), p. 141-174.

MARSHALL R.J. and STIRK G.B. (1949). — Pressure potentiel of water moving downward into soil. **Soil Sc.** 68, p. 359-370.

PERIGAUD S. (1963). — Contribution à la mise en valeur de la Brenne (sols hydromorphes). **Thèse An. Agr.** Paris.

RODE A.A. (1960). — Méthodes d'étude du régime hydrique des sols. **Ed. Ac. Sc. URSS. M.L.**

RUBIN J., STEINHARDT T. and REINIGER P. (1964). — Soil water relations during rain infiltration : II. Moisture content profiles during rains of low intensities. **Soil Sc. Soc. of Am. Proc.,** 28, p. 1-5.

IMP. AOUSTIN-AUBE